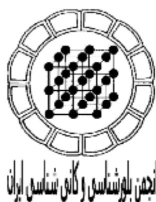
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارۀ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحۀ ۲۳۷ تا ۲۴۸



سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی کوه گراغه، شمال غرب زاهدان

حوا فراست میربلوچزهی، حبیب بیابانگرد*، محمد بومری

دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده علوم پایه، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۲/۲۰، نسخه نهایی: ۹۹/۵/۱۵)

چکیده: توده گرانیتوئیدی گراغه در استان سیستان و بلوچستان، در پهنه زمیندرز سیستان و دورترین بخش شمال غربی نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان قرار دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل سنگ‌های گرانیتی (سینوگرانیت، مونزوگرانیت) و گرانودیوریت است که از کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز، میکروکلین، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند. بافت غالب آن‌ها دانه‌ای است. این توده توسط مجموعه‌ای از دایک‌های میکرودیوریتی قطع شده است. برونبوم‌های رسی دگرگونه (متاپلیتی) غنی از کانی‌های میکایی وکوارتز با بافت دانه‌ای نیز در این توده وجود دارند. گرانیتوئید گراغه دارای ماهیت آهکی قلیایی، متاآلومین، با خاستگاه I و کمی مایل به S، غنی شده از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و فقیر شده از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) است. ناهنجاری مثبت در عناصر K و Cs و ناهنجاری‌های منفی در عناصر Zr, Sr و Ti نشان می‌دهد که الگوهای آنها مشابه با مناطق فرورانش است. بر پایه نمودارهای زمین شیمیایی تغییرات Sr/Y نسبت به Y و $FeOt+MgO+TiO_2+Al_2O_3$ نسبت به $Al_2O_3/FeOt+MgO+TiO_2$، به احتمال بسیار ماگمای سازنده این توده مشابه توده گرانیتی زاهدان در اثر ذوب آمفیبولیت ناشی از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در شرق ایران، واقع در بین ورقه‌های لوت و هلمند در زمان ائوسن –الیگوسن تا میوسن ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیت؛ آهکی قلیایی؛ زمین درز سیستان؛ گراغه؛ زاهدان.*

مقدمه

سنگ‌های گرانیتی از سازندگان اصلی پوسته قاره‌ای هستند [۱]. توده گرانیتوئیدی گراغه به عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان در ۹۰ کیلومتری شمال‌غرب زاهدان قرار دارد. این توده در پهنه زمیندرز سیستان برونزد دارد. تشکیل این پهنه ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان به زیر قطعه افغان و یا قطعه لوت و سرانجام برخورد این قطعه‌ها و بسته شدن اقیانوس سیستان است [۲-۸]. پهنه‌های برشی در این پهنه نقش مهمی در جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان از جمله گرانیت گراغه دارند.

تاکنون بررسی زمین‌شناسی بر روی توده گراغه انجام نشده و تنها در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهل‌کوره [۹] و ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان [۱۰] به آن اشاره شده است. در این نقشه‌ها، توده‌ی گرانیتوئیدی گراغه را با ترکیب گرانیت و پلاژیوگرانیت مشخص کرده‌اند. این پژوهش از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناسی بر این توده است که در آن سعی شده است ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه این توده بررسی شود. نتایج این پژوهش برای بررسی‌های آتی است و به شناسایی فعالیت ماگمایی شرق ایران کمک می‌کند.

روش پژوهش

در این پژوهش، با انجام چند دوره بازدیدهای صحرایی از همه واحدهای گرانیتوئید گراغه تعداد ۱۵۰ مقطع نازک تهیه شده و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۴۰۸۵۲۶، پست الکترونیکی: h.biabangard@science.usb.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.16.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.237]

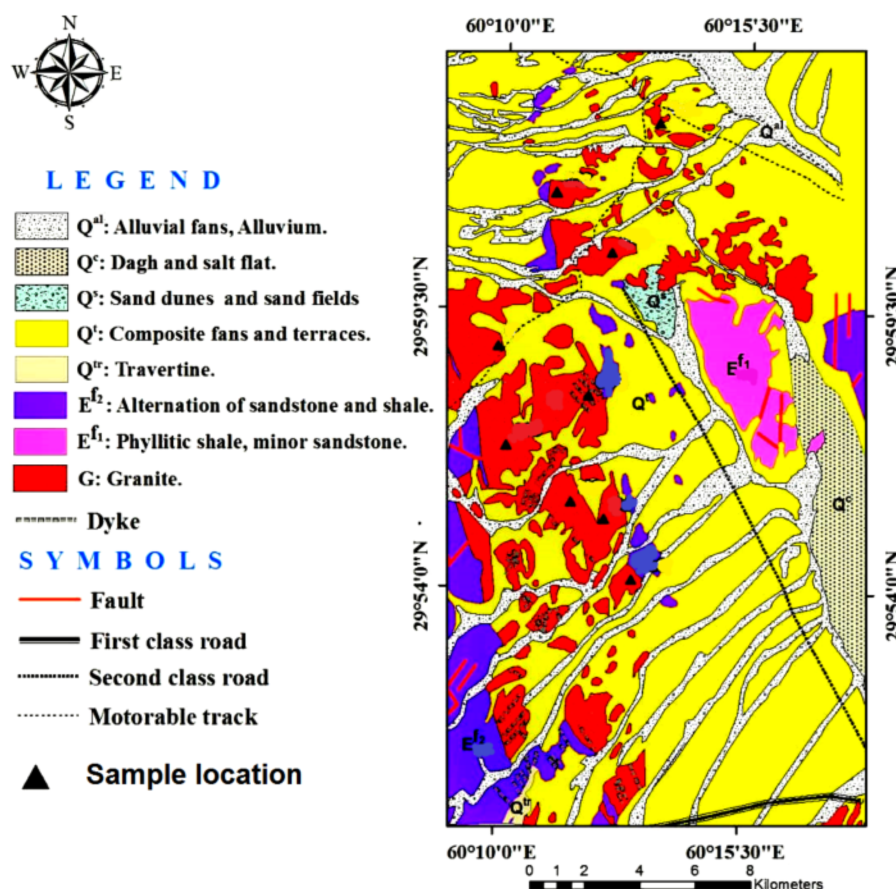
توسط میکروسکوپ قطبشی المپوس مدل BX51P در دانشگاه سیستان و بلوچستان بررسی شدند. سپس ۱۰ نمونه سالم و بدون دگرسانی برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه زرآزمای ماهان درکرمان ارسال شد. عناصر اصلی با طیف‌سنج فلئورسانس پرتوی x (XRF) و عناصر فرعی و خاکی نادر با طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شدند (جدول ۱). در تفسیر داده‌های به دست آمده و رسم نمودارها از نرم افزارهایCorelDraw و GCDkit استفاده شد و نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با نرم افزار ArcGIS تهیه گردید.

جدول ۱ داده‌های تجزیه نمونه‌های سنگی گرانیتوئید گراغه (عناصر اصلی با روش XRF و بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیـاب بـا روش ICP-MS و بر حسب قسمت در میلیون).

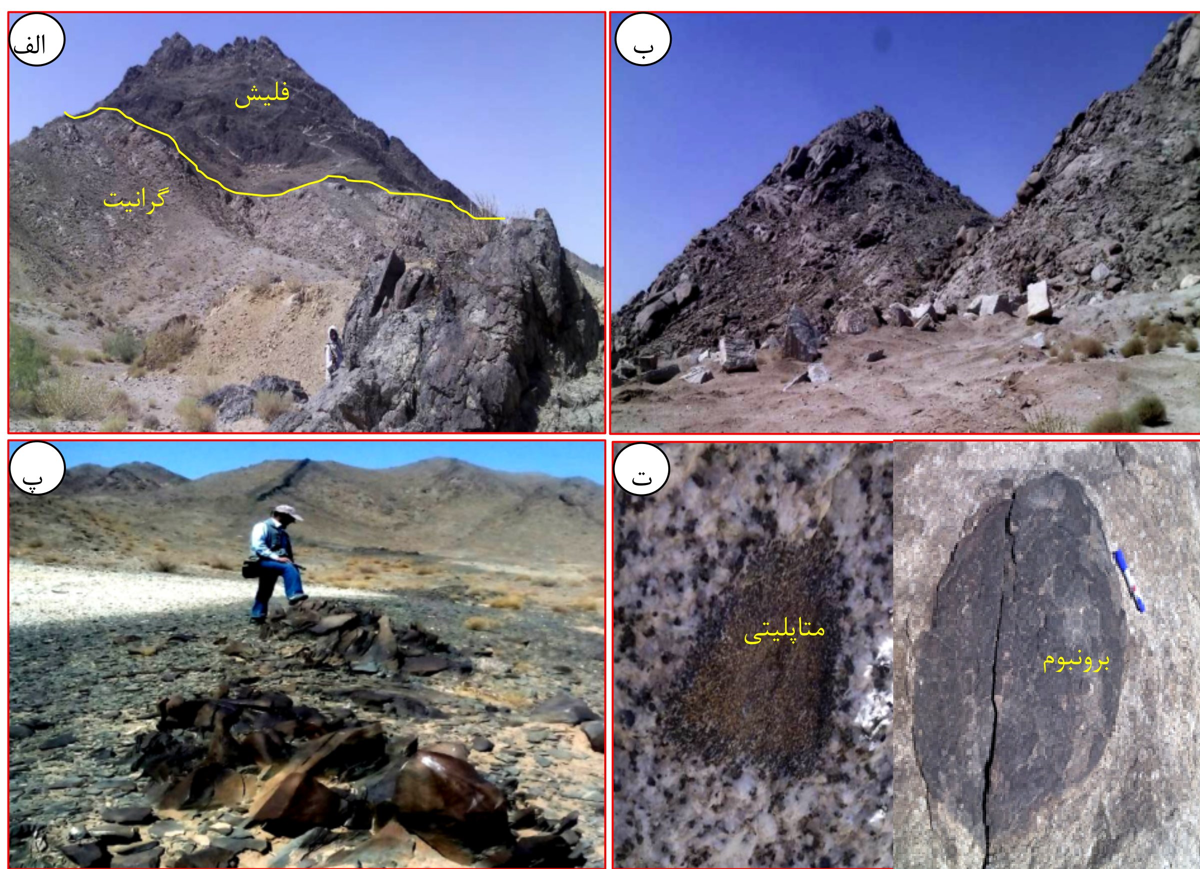
نمونه	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت
SiO_2	۷۶٫۹۰	۷۶٫۵۷	۷۷٫۸۳	۷۴٫۴۸	۷۵٫۰۱	۷۱٫۷۱	۷۱٫۸۶	۶۵٫۷۷	۶۶٫۹۰	۶۷٫۱۹
TiO_2	۰٫۰۶	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۱۹	۰٫۴۹	۰٫۴۲	۰٫۶۲	۰٫۵۶	۰٫۵۷
Al_2O_3	۱۲٫۴۵	۱۲٫۵۴	۱۲٫۱۴	۱۳٫۵۰	۱۲٫۵۷	۱۳٫۵۹	۱۳٫۶۸	۱۵٫۳۰	۱۴٫۸۴	۱۵٫۳
Fe_2O_{3T}	۱٫۱۷	۱٫۰۷	۰٫۵۹	۱٫۳۴	۱٫۳۴	۳٫۳۴	۲٫۶۷	۶٫۰۷	۴٫۷۳	۴٫۵۳
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۸
CaO	۰٫۹۶	۰٫۸۵	۰٫۷۸	۱٫۵۱	۱٫۱۶	۲٫۰۷	۲٫۱۹	۶٫۰۶	۴٫۷۳	۳٫۵۸
MgO	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۴۳	۰٫۴۰	۱٫۲۸	۱٫۰۱	۲٫۵۵	۲٫۴۳	۲٫۲۳
CaO	۰٫۹۶	۰٫۸۵	۰٫۷۸	۱٫۵۱	۱٫۱۶	۲٫۰۷	۲٫۱۹	۶٫۰۶	۴٫۷۳	۳٫۵۸
Na_2O	۲٫۷۱	۲٫۷۸	۳٫۹۷	۳٫۳۶	۲٫۵۹	۲٫۷۵	۳٫۴۸	۲٫۱۴	۲٫۹۳	۳٫۳۵
K_2O	۵٫۳۸	۵٫۷۹	۴٫۵۳	۵٫۱۴	۶٫۴۲	۴٫۷۱	۴٫۴۷	۱٫۲۸	۳٫۳۲	۳٫۲۵
P_2O_5	۰٫۰۱۸	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۲
مجموع	۹۹٫۰۷	۹۹٫۰۹	۹۹٫۰۹	۹۹٫۰۶	۹۹٫۰۷	۹۹٫۰۰	۹۹٫۰۱	۹۹٫۰۰	۹۹٫۰۵	۹۹٫۰۶
مواد فرار	۰٫۵۳	۰٫۳۱	۰٫۴۶	۰٫۲۶	۰٫۸۶	۰٫۵۲	۰٫۳	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۷۶
Rb	۱۵۷	۱۹۱	۱۴۸	۱۶۵	۱۶۷	۱۶۰	۱۴۸	۳۴	۹۱	۱۳۲
Ba	۲۴۵	۸۸	۲۳	۸۳	۳۰۴	۴۴۷	۱۸۴	۲۷۵	۴۰۰	۳۵۸
Sr	۶۹٫۱	۳۱٫۲	۱۴٫۲	۵۸٫۸	۸۲٫۲	۱۱۷٫۳	۹۱٫۹	۳۴۱٫۸	۲۰۴	۱۸۲٫۳
Pb	۱۹	۱۴	۱۷	۲۰	۱۰	۷	۵	۲	۴	۶
Cs	۶٫۹	۸٫۹	۴٫۸	۲۰٫۴	۱۵٫۳	۱۰٫۶	۱۰٫۵	۳٫۶	۶٫۴	۱۷٫۷
Zr	۱۶	۸	۱۰	۲۳	۵	۵	۴	۵	۶	۵
Ti	۰٫۵۴	۰٫۱۶	۰٫۴۳	۰٫۵۴	۰٫۵۶	۰٫۵۷	۰٫۶	۰٫۱	۰٫۳۶	۰٫۵
Ta	۰٫۴۱	۰٫۸۵	۱٫۴۶	۲٫۱۹	۱٫۵۳	۱٫۱۸	۰٫۸۹	۸۰٫۳۲	۰٫۷۳	۰٫۷۶
P	۳۰۳	۱۱۲	۷۱۷	۹۹	۱۷۷	۴۰۴	۳۲۶	۴۲۵	۴۶۳	۵۰۱
Th	۷٫۰۱	۸٫۱	۱۴٫۱	۹٫۸	۱۹٫۷۹	۱۱٫۱۴	۱۳٫۵۳	۴٫۹۲	۹٫۳۶	۸٫۸۵
V	۱۵	۱۶	۱۳	۲۲	۲۲	۴۹	۴۲	۱۲۲	۸۰	۷۴
Y	۱۵٫۴	۱۹٫۲	۳۴٫۴	۲۹	۱۷٫۷	۲۵٫۴	۱۳٫۳	۱۹	۱۹٫۵	۲۰٫۶
U	۱٫۵	۳٫۴	۷٫۳	۳٫۸	۲٫۵	۱٫۸	۱٫۵	۰٫۹	۰٫۹	۱
Nb	۴٫۱	۱۲٫۲	۹	۱۱٫۹	۹٫۴	۱۶	۱۳٫۳	۴٫۱	۱۰٫۹	۱۱٫۴
La	۱۵	۲۸	۱۱	۹	۳۷	۲۰	۳۵	۱۹	۲۷	۲۶
Ce	۲۲	۴۸	۲۵	۱۳	۶۵	۳۴	۶۷	۲۸	۴۵	۴۲
Pr	۱٫۰۵	۳٫۵۲	۱٫۴۸	۰٫۰۶	۴٫۴۶	۲٫۴۷	۵٫۳۴	۱٫۵۲	۳٫۱۳	۲٫۷۲
Nd	۴٫۴	۱۳٫۸	۷٫۷	۲٫۱	۱۷٫۳	۱۱٫۲	۲۱٫۴	۷٫۳	۱۲٫۸	۱۱٫۲
Sm	۱٫۲۲	۳٫۲۴	۳٫۳۴	۱٫۱۴	۳٫۷۸	۳٫۴۹	۵٫۶۵	۲٫۱۱	۲٫۷۵	۲٫۳۴
Eu	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۳۹	۰٫۲۵	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۴۷
Gd	۰٫۷۹	۲٫۲۹	۳٫۲۵	۱٫۲۸	۲٫۲۱	۲٫۶۶	۳٫۹۸	۱٫۳۸	۲٫۱۹	۲٫۰۹
Tb	۰٫۳۱	۰٫۴۵	۰٫۶۹	۰٫۴۲	۰٫۴۲	۰٫۵۴	۰٫۶۷	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۴۱
Dy	۱٫۱۸	۲٫۷۶	۵٫۲۷	۳٫۳۹	۲٫۷۲	۳٫۶۳	۴٫۷۶	۲٫۴۷	۲٫۷۷	۲٫۸۶
Er	۱	۱٫۴	۳٫۶۶	۲٫۴۹	۱٫۳۳	۲٫۲	۲٫۷۸	۱٫۵۹	۱٫۵۷	۱٫۶۲
Tm	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۵۶	۰٫۳	۰٫۴۳	۰٫۲۶	۰٫۳۶	۰٫۴۶	۰٫۳	۰٫۳
Yb	۱	۱٫۲	۴٫۵	۳٫۳۰	۱٫۳	۲٫۲	۲٫۹	۲٫۱	۱٫۸	۱٫۸
Lu	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۴۷	۰٫۳۸	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۳۱	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۹

زمین شناسی

زمیندرز سیستان بخشی از پهنه فلیش شرق ایران است. در این پهنه، قدیمی‌ترین سنگ‌ها سنگ‌های بازیک مجموعه چشمه استاد و مجموعه‌های افیولیتی سرپانتینی شده کرتاسه پسین هستند. نهشته‌های فلیش به سن کرتاسه پسین تا پالئوسن با ترکیب سنگ‌شناسی شیل، ماسه سنگ، لای سنگ و مارن هستند [۲]. این واحد گسترده‌ترین واحد پهنه فلیش شرق ایران است. سنگ‌های آذرین نفوذی ائوسن- الیگومیوسن به ویژه توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان از مهمترین نفوذی‌های این پهنه هستند [۲]. بر اساس بررسی های صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهل‌کوره [۹] و ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان [۱۰]، نقشه زمین‌شناسی منطقه با نرم‌افزار GIS تهیه شد (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد در منطقه مورد بررسی سنگ‌های رسوبی کمی دگرگون شده (شکل ۲ الف) هستند که توسط توده‌ی گرانیتوئیدی گراغه قطع شده‌اند. واحدهای دگرگونی دستخوش درجه‌های پایین دگرگونی در حد اسلیت و فیلیت شده‌اند و به مقدار کم دگرگونی مجاورتی و هورنفلسی شدن را نشان می‌دهند. توده گرانیتوئیدی کوه گراغه بیشتر از واحدهای گرانیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده است. واحدهای گرانیتی دارای مکان‌نگاری خشن و مرتفع هستند که در برخی نقاط برای برداشت سنگ‌های تزئینی معدن کاری شده‌اند (شکل ۲ ب). اغلب لبه‌های این توده میلونیتی شده است. دایک‌های موجود در توده نفوذی گراغه بیشتر روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب دارند. ضخامت آنها متفاوت است و اغلب دارای مرز مشخص با توده اصلی هستند (شکل ۲پ). بافت دانه‌ای و حضور برونبوم‌های با خاستگاه آذرین و برونبوم‌های رسوبی از ویژگی‌های بارز این گرانیتوئید است. این‌گونه برونبوم‌ها در بخش‌های دیگر باتولیت گرانیتی زاهدان نیز گزارش شده‌اند [۷]. بیشتر این برونبوم‌ها ترکیب دیوریتی تا کوارتزدیوریتی دارند. برونبوم‌های دگرگونی کم و محدود به لبه توده هستند [۷]. برونبوم‌ها اغلب زاویه‌دار تا بیضی شکل با لبه‌های مشخص، تیره رنگ و غنی از کانی‌های میکایی و کوارتز هستند (شکل ۲ ت).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی گراغه بر پایه بازدیدهای صحرایی و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰چهل کوره [۹].



شکل ۲ الف) واحدهای فلیشی که توسط گرانیتوئید کوه گراغه قطع شده اند (دید عکس شمال غرب). ب) رخنمون توده‌های گرانیتی کوه گراغه با قطعه های استخراجی سنگ تزئینی (دید به سمت شمال شرق)، پ) دایک‌های میکرودیوریتی در توده گرانیتی گراغه (دید به سمت شمال غرب)، ت) بافت دانه‌ای گرانیت و برونبوم‌های مافیک و متاپلیتی موجود در آن.

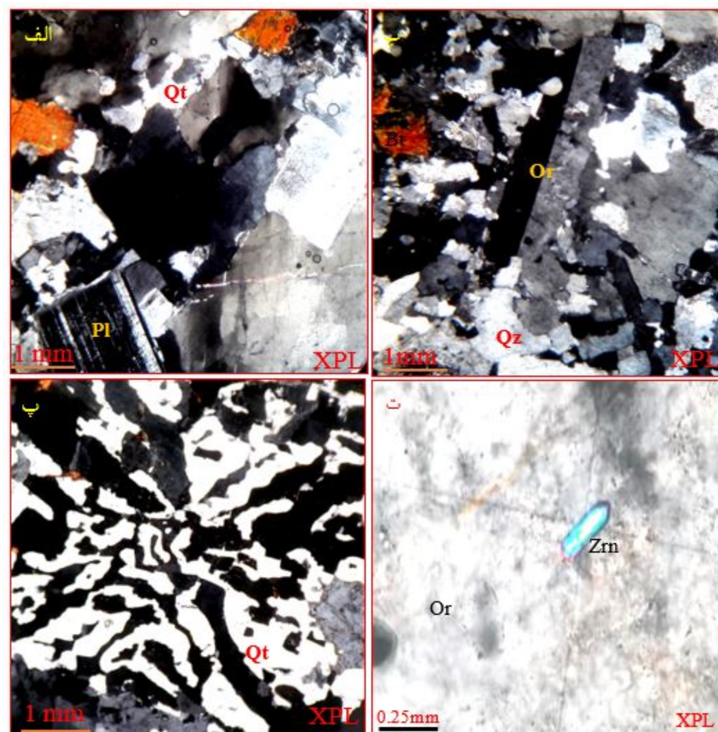
سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی گراغه بیشتر شامل گرانیت (سینوگرانیت، مونزوگرانیت) و گرانودیوریت هستند که از کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز، میکروکلین، کوارتز و بیوتیت تشکیل شده‌اند.

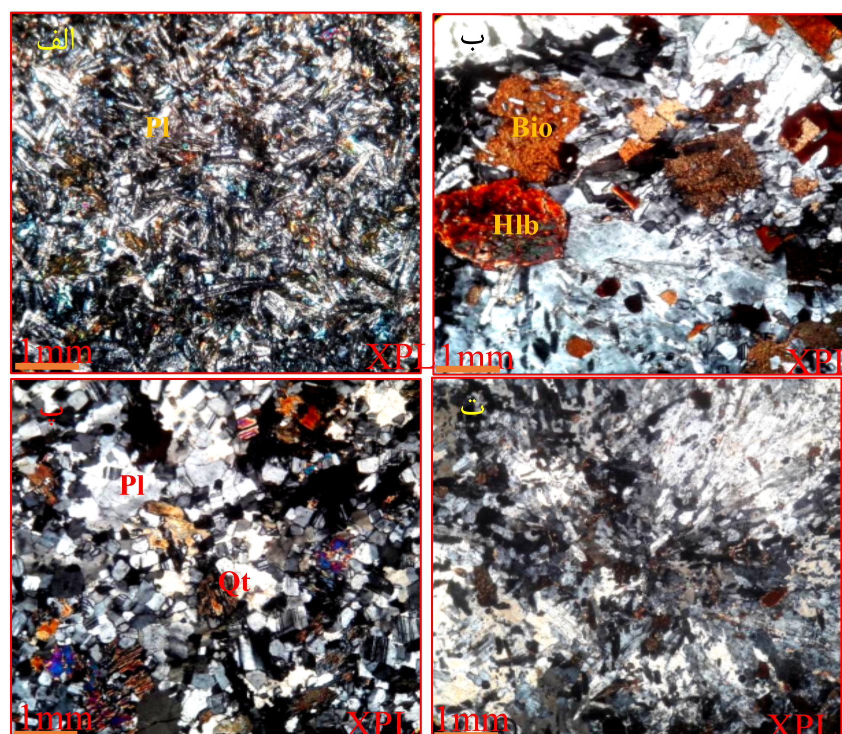
گرانیت‌ها (سینوگرانیت و مونزوگرانیت) دارای کانی‌های فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز و میکروکلین، ۴۰ تا ۳۵ درصد حجمی) نیمه شکل‌دار، کوارتز (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی) اغلب بی شکل و پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی) بیشتر نیمه شکل‌دار و بیوتیت هستند (شکل ۳ الف). در بعضی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازها به سریسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت دانه‌ای هستند و در آنها کمتر بافت‌های گرافیکی و میرمکیتیک نیز دیده می‌شود.

گرانودیوریت‌ها: نسبت به گرانیت‌ها فراوانی کمتری دارند و دارای کانی‌های کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز و میکروکلین (۱۵ تا۲۰درصدحجمی)، هورنبلند و بیوتیت هستند (شکل ۳ ب). بافت این سنگ‌ها اغلب دانه‌ای است، امّا می‌توان بافت‌های میرمکیتی (شکل ۳ پ) و ریزدانه‌ای را نیز در این سنگ‌ها دید. آپاتیت، زیرکن (شکل ۳ ت)، اسفن و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. در برخی مقاطع، سریسیت در بین سایر کانی‌ها دیده می‌شود. فلدسپار پتاسیم گاهی دارای میانبارهای ریزی از کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز است.

دایک‌های گرانیتوئیدی کوه گراغه ترکیب میکرودیوریتی دارند. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی شامل پلاژیوکلاز (۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۵ تا ۱۰ درصد حجمی) و هورنبلند هستند (شکل ۴ الف). کانی‌های هورنبلند به دو صورت شکلدار و بی شکل دیده می‌شوند (شکل ۴ ب). دایک‌ها بافت ریزدانه تا پورفیروئید دارند. برونبوم‌های موجود در توده گرانیتی گراغه ترکیب رسی دگرگونه (متاپلیتی) تا دیوریتی دارند. برونبوم‌های آذرین بیشتر دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند (شکل‌های ۴ پ و ت).



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی الف) کانی‌های موجود در گرانیت‌های گراغه، پلاژیوکلاز(Pl)، کوارتز(Qz)، و بیوتیت(Bt)، ب) کانی های کوارتز(Qz)، ارتوز(Or)، پلاژیوکلاز(Pl) و بیوتیت(Bt) موجود در گرانودیوریت‌های گراغه، پ) همرشدی پلاژیوکلاز و کوارتز و ایجاد بافت میرمکیتی، ت) کانی فرعی زیرکن در گرانودیوریت‌های گراغه (تصاویر الف تا پ در نور قطبیده متقاطع (XPL) و تصویر ت در نور پلاریزه صفحه‌ای (PPL) تهیه شده است، نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۱].

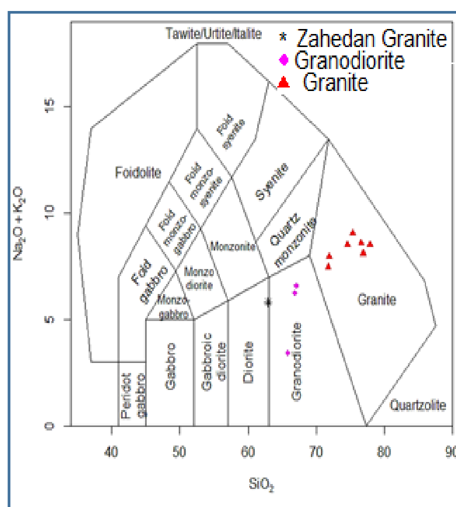


شکل ۴ الف) کانی‌های پلاژیوکلاز(Pl)، کوارتز(Qz)، بیوتیت(Bt) موجود در دایک‌های میکرودیوریتی گراغه، ب) درشت بلورهای هورنبلند و بیوتیت موجود در دایک‌ها ،پ و ت) کانی‌های پلاژیوکلاز(Pl) و کوارتز(Qz) موجود در برونبوم‌های میکرودیوریتی گراغه. (همه تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند).

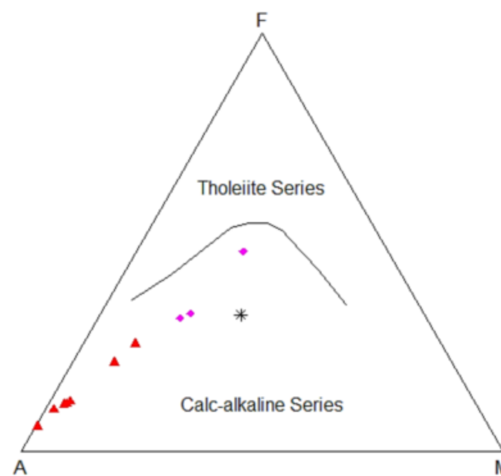
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.16.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.237]

زمین شیمی

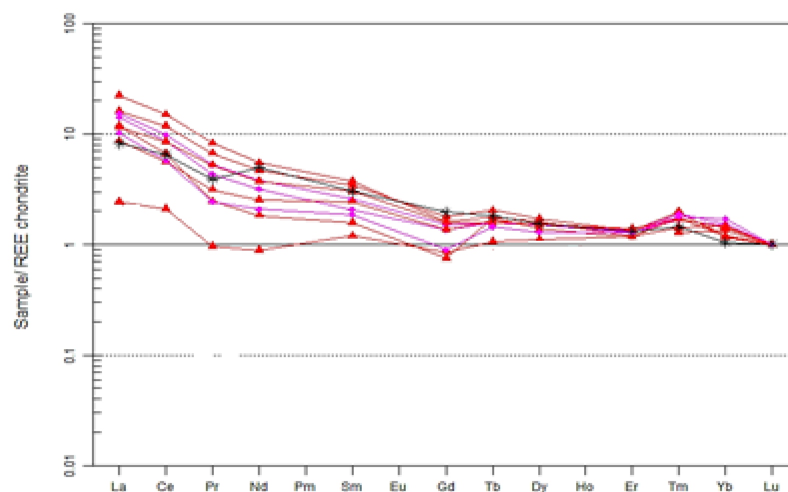
سنگ‌های مورد بررسی در نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین(TAS) در گستره سنگ‌های‌گرانیتی تا گرانودیوریتی قرار دارند [۱۲] (شکل ۵) و با توجه به روند قرارگیری نمونه‌ها در این نمودار، می‌توان به جدایش نیز اشاره کرد. در همه نمودارهای زمین شیمیایی به دلیل کمی داده‌ها، برای مشخص نمودن ارتباط بین این توده با توده گرانیتی زاهدان از میانگین ترکیب باتولیت زاهدان، از داده‌های مرجع [۷] استفاده شد. در نمودار تعیین سری ماگمایی (AFM)، نمونه‌ها در سری ماگمایی آهکی قلیایی قرار دارند [۱۳] (شکل ۶). الگوی عناصر خاکی نادر نمونه‌ها بهنجارشده نسبت به کندریت [۱۴] در شکل ۷ آورده شده است. در این نمودار، الگوی مشابه و یکنواخت تغییرات عناصر خاکی نادر در سنگ‌های منطقه بیانگر سازوکار تشکیل و خاستگاه مشابه آن‌هاست. عناصر خاکی نادر سبک (LREE) مانند La، Pr، Nd و Pm غنی‌شدگی بالا و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) مانند Ho، Er، Tm، Yb و Lu روندی مسطح نشان می‌دهند که این امر بیشتر در سنگ‌های وابسته به ماگماهای آهکی قلیایی دیده می‌شود [۱۵]. بررسی‌های زمین‌شیمی انجام شده برای باتولیت گرانیتی زاهدان [۷] مشخص نمودند که این توده از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون U, Th,Ta, Ti, Nb, Hf و Ti و HREEها تهی‌شدگی و از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون K, Rb, Cs, Sr, Pb, Ba و LREEها غنی شدگی نسبی نشان می‌دهد. این امر در برخی از عناصر اندازه‌گیری شده در توده گرانیتی گراغه دیده می‌شود. از این رو، به نظر می‌رسد که توده مورد بررسی از نظر زمین شیمیایی و خاستگاه مشابه باتولیت زاهدان است. برخی از عناصر خاکی نادر سنگین چون Yb و Tm ناهنجاری مثبتی نشان می‌دهند (شکل ۷) که این امر به احتمال بسیار ناشی از نبود فازهای دیرگداز مانند ایلمنیت ـ مونازیت و اسفن در خاستگاه است. همچنین، حضور فراوان کانی‌های هورنبلند نیز می‌تواند عامل غنی‌شدگی و ناهنجاری مثبت این عناصر شود. معمولاً HREEها دارای ضریب توزیع بالایی در کانی گارنت هستند و اغلب، الگوی شیبدار و مسطح این عناصر را به حضور این کانی‌ها در خاستگاه نسبت می‌دهند [۱۵]، هرچند این امر می‌تواند ناشی از ذوب رسوب‌ها نیز باشد [۱۶-۱۷]. نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به گوشته اوّلیه [۱۸] در شکل ۸ آورده شده است. بر اساس این نمودار، در سنگ‌های گرانیتوئیدی گراغه عناصرCs، K و Rb نسبت به به گوشته اوّلیه غنی‌شدگی و عناصر Zr، Ti و Sr تهی‌شدگی را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی LILEها مانند Th، Rb،La، K و Csو تهی‌شدگی HFSEها مانند Ti و Zr از ویژگی‌های بارز قوس‌های وابسته به فرورانش کرانه قاره‌ای فعال است [۱۹-۲۴]. با اینکه برخی پژوهشگران تهی‌شدگی Ti و Zr را به فرآیندهای تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های گوشته نیز نسبت داده‌اند [۲۵، ۲۶]. از طرفی، مقدار پایین Ti نشان دهنده باقی ماندن این عناصر در خاستگاه، طی ذوب و بیانگر حضور فازهای دیگر دربردارنده این عناصر (مانند: روتیل، ایلیمنیت، آمفیبول پاراگازیتی تیتان‌دار و اسفن) در پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده است [۲۷، ۲۸]. تهی‌شدگی Sr و Ba در نمونه‌های گراغه می‌تواند ناشی از جدایش پلاژیوکلازهای بازیک باشد [۲۹].



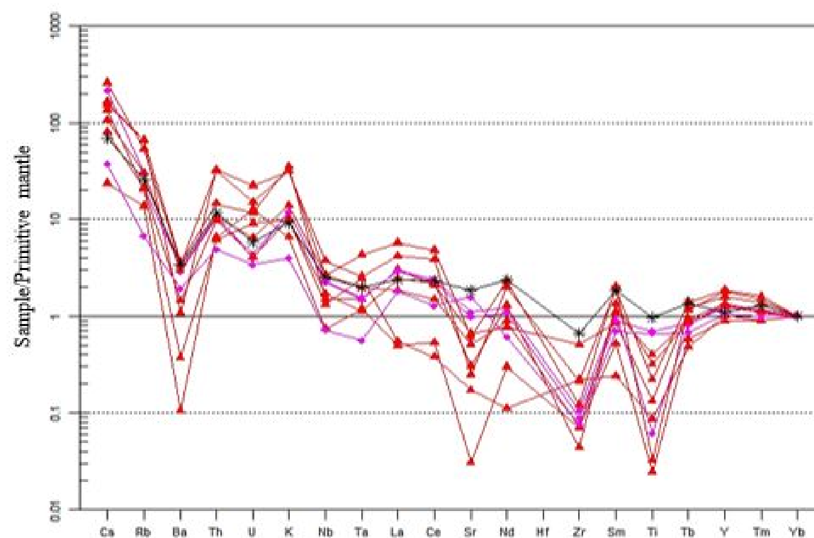
شکل۵ نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین [۱۲] که براساس آن، سنگ‌های کوه گراغه در گستره گرانیت و گرانودیوریت قرار دارند. میانگین ترکیب باتولیت زاهدان از داده های مرجع [۷] است.



شکل ۶ نمودار AFM [۱۳] که براساس آن نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی قرار دارند.



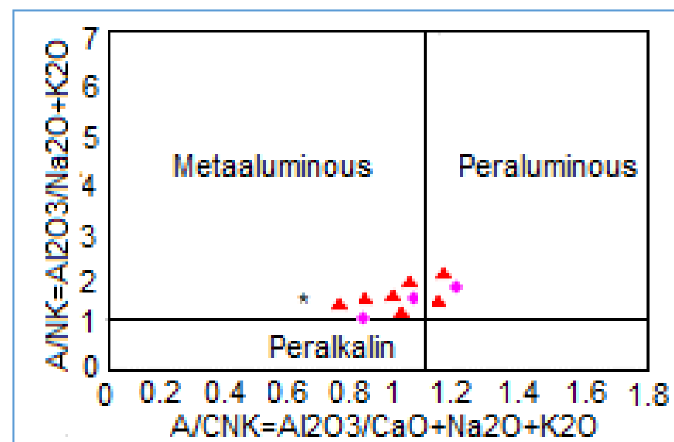
شکل ۷ نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۴].



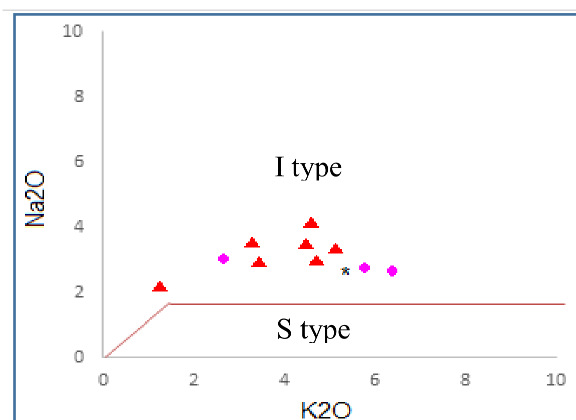
شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته اوّلیه [۱۸].

بحث

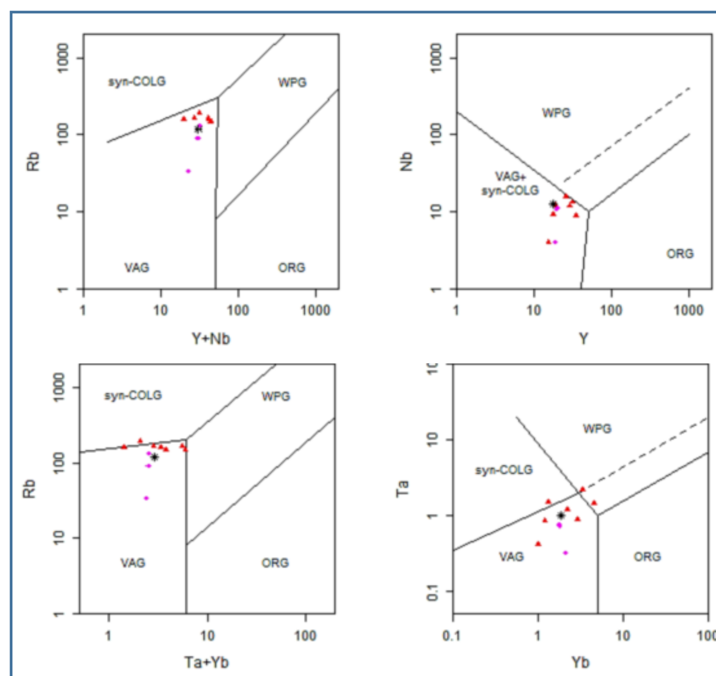
بر اساس نمودار شاخص اشباع از آلومینیوم [۳۰]، سنگ‌های آذرین به سه نوع پرقلیایی، پرآلومین و متاآلومین قابل تفکیک هستند. چنان که در شکل ۹ دیده می‌شود، نمونه‌های گرانیتوئید گراغه در گستره متاآلومین تا کمی مایل به پرآلومین قرار دارند. تعداد کمی از نمونه‌ها در گستره S قرار دارند. این تمایل در نمونه‌های گرانیت‌های گراغه که دارای سیلیس بالاتری هستند، نمایان است. نمونه‌های منطقه مورد بررسی در نمودارهای تفکیکی گرانیتوئیدها [۳۱] در گستره I قرار دارند (شکل ۱۰). قاسمی و همکاران [۷] بررسی سنگ‌شناسی جامعی بر باتولیت زاهدان نتیجه گرفتند که بخش اصلی این توده سنگ‌های گرانودیوریتی با خاستگاه I و بخش کمی از آن بیوتیت گرانیت با خاستگاه پوسته‌ای و آمیخته (H) هستند. بخش اصلی توده دارای ماهیت آهکی- قلیایی، متاآلومین و غنی از LREEها و LILEها و فقیر از HREEها و HFSEهاست. آنها معتقدند که این بخش از توده دارای خاستگاه گوشته‌ای بوده و ماگمای سازنده آن برآمده از پوسته اقیانوسی فرورفته سیستان و گوه گوشته‌ای روی آن است که با مواد پوسته‌ای نیز آلایش یافته‌اند. بخش اسیدی بیوتیت گرانیتی را از خاستگاه پوسته‌ای (ذوب فلیش‌ها و ماسه سنگ-های تیره) و آمیختگی (بخش مذاب جدا شده I با مذاب‌های ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای) می‌دانند. آنها همچنین بر این باورند که دایک‌های موجود در توده دارای خاستگاه مشترک با بخش I توده هستند و همزمان یا کمی پس از نفوذ توده در آن جایگزین شده‌اند. در نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین ساختی ماگمایی سنگ‌های گرانیتوئیدی برپایه عناصر کمیاب (Y، Ta، Yb و Rb) [۳۲]، توده گرانیتوئیدی گراغه در گستره گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) قرار دارد (شکل ۱۱) که مشابه محیط تشکیل توده اصلی باتولیت زاهدان است [۷]. بنابراین احتمال دارد که تشکیل این سنگ‌ها مانند سایر قسمت‌های گرانیتی باتولیت زاهدان ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان به زیر قطعه افغان [۷] باشد. برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای می‌توان از نسبت عناصر خاکی نادر استفاده کرد. این مقادیر برای Nb/Ce و Nb/La به ترتیب در گوشته برابر با ۰/۳۹ و ۱/۰۱ [۳۳] و در پوسته ۰/۲۳ و ۰/۴۶ [۳۴] هستند. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی به ترتیب ۰/۲۱ و ۰/۴۸ است که نشان می‌دهد که پوسته یا آلودگی با رسوب‌ها در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه نقش داشته‌اند. از داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب Sr و Y می‌توان برای تعیین خاستگاه سنگ‌های آذرین استفاده کرد. در نمودار تغییرات Sr/Y نسبت به Y [۳۵] که اغلب برای تفکیک آداکیت‌ها از سایر گرانیتوئیدهای مناطق قوسی به کار می‌رود، نمونه‌های سنگی گراغه وابستگی به ماگماهای گوشته‌ای نشان می‌دهند (شکل ۱۲الف). برای استفاده از اکسیدهای اصلی در تعیین خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه از نمودار $FeOt + MgO + TiO_2 + Al_2O_3$ نسبت به $Al_2O_3/FeOt+MgO+TiO_2$ [۳۶] استفاده شد در این نمودار که نشان دهنده مذاب‌های لوکوگرانیت پرآلومین، پلیتی، ماسه سنگ‌تیره و مذاب‌های برآمده از ذوب آمفیبولیت است، ماگمایی با خاستگاه آمفیبولیتی ترکیبی شبیه به ماگماهای برآمده از ذوب پوسته اقیانوسی در حال فرورانش و یا برآمده از ذوب سنگ‌های بازی از خود نشان می‌دهد. ماگماهای با خاستگاه لوکوگرانیت پرآلومین و ماسه سنگ تیره ترکیبی شبیه به ماگماهای برآمده از ذوب رسوب‌های آواری و رس‌ها و یا ترکیبی شبیه به ماگمای برآمده از ذوب پوسته قاره‌ای (پوسته پایینی) را از خود نشان می‌دهند. بر اساس این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد بررسی خاستگاه آمفیبولیت و کمی مایل به ماسه سنگ‌های تیره را نشان می‌دهند (شکل ۱۲ب). ویژگی‌های سنگ‌شناسی چون حضور کانی‌های هورنبلند، بیوتیت و مشخصه‌های زمین شیمی سنگ‌های کوه گراغه نشان از وابستگی آنها به پهنه‌های فرورانش دارد که به نظر، در اثر ذوب آمفیبولیت ناشی از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در شرق ایران، واقع در بین ورقه‌های لوت و هلمند مشابه گرانیت زاهدان [۷] در زمان ائوسن –الیگوسن تا میوسن ایجاد شده‌اند.



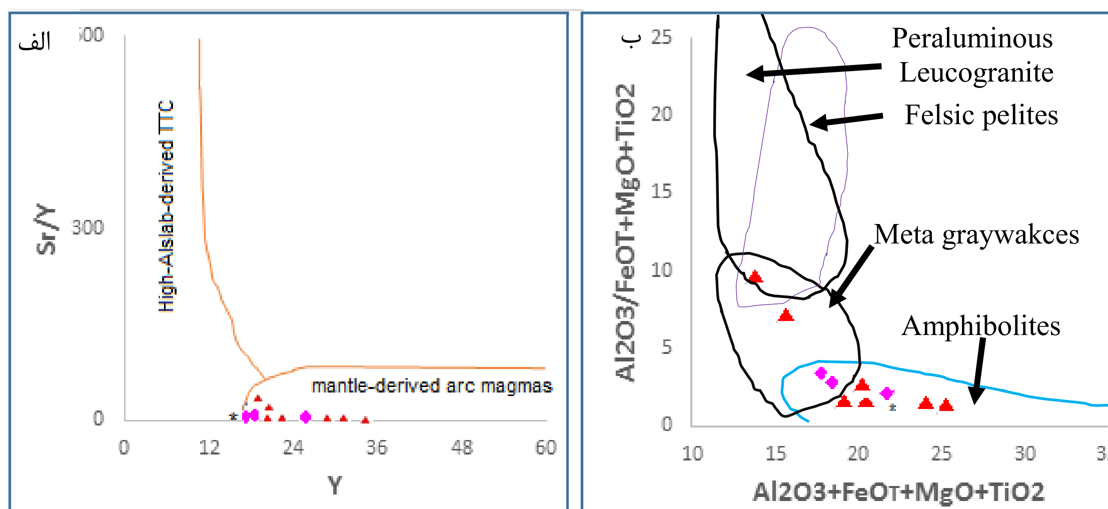
شکل ۹ نمودار شاخص اشباع از آلومینیوم[۳۰] که براساس آن اغلب نمونه‌های گرانیتوئیدی گراغه در گستره متاآلومین و کمی پرآلومین قرار دارند.



شکل ۱۰ نمودار Na_2O نسبت به K_2O [۳۱] و موقعیت نمونه‌ها بر آن.



شکل۱۱ نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی [۳۲]. و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر آن‌ها



شکل ۱۲ الف) نمودار Sr/Y نسبت به Y [۳۵] و ب) براساس نمودار $AL_2O_3/FeO_t+MgO+TiO_2$ نسبت به [۳۶] برای تعیین خاستگاه سنگ‌های منطقه.

برداشت

توده گرانیتوئیدی گراغه در پهنه زمیندرز سیستان قرار دارد و از نظر سنگ‌شناسی ترکیبی از گرانیت تا گرانودیوریت دارد. از نظر کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و میکروکلین، بیوتیت و هورنبلند مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند و بافت بیشتر آنها دانه‌ای است. لبه‌های این توده میلونیتی شده و توسط دایک‌هایی با ترکیب میکرودیوریتی قطع شده است. درون توده، برونبوم‌های متاپلیتی غنی از کانی‌های میکایی و کوارتز وجود دارد. شباهت‌های سنگ‌شناسی، حضور دایک‌های با ترکیب مشابه و به ویژه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه بین HFSEها و HREEها (تهی‌شدگی) و LILEها و LREEها (غنی شدگی) و برونبوم‌های مشابه بین توده گرانیتی گراغه و باتولیت گرانیتی زاهدان نشان می‌دهد که این توده شرایط تشکیل مشابه با گرانیت زاهدان دارد و وابسته به مناطق فرورانشی کرانه فعال قاره‌ای است. نمونه‌ها از نظر درجه اشباع از آلومینیم در گروه متاآلومین تا کمی پرآلومین قرار دارند. بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب نشان می-دهد که توده گرانیتوئیدی گراغه به احتمال بسیار در نتیجه جدایش ماگمایی با خاستگاه آمفیبولیتی و آلودگی پوسته‌ای تشکیل شده است. از این رو، تشکیل و تکامل این توده مانند گرانیت زاهدان مربوط به بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در شرق ایران، واقع در بین ورقه‌های لوت و هلمند است.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه سیستان و بلوچستان به خاطر حمایت‌های مالی و معنوی و داوران گرامی مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای بررسی این نوشتار کمال تشکر را داریم.

مراجع

[1] Lameyre J., Bowden P., *"Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks"*, Journal of volcanology and geothermal research, 14(1982), 169.

[2] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., *"The Sistan Suture Zone of eastern Iran"*, Geological Society of America Bulletin 94(1983), 134-150.

[3] Sadeghian M., *"Magmatism, metallurgy and replacement mechanism of Zahedan granitoid, Ph.D. thesis, University of Tehran"*, Tehran, Iran, (2004) (in Persian).

[4] Rezaei Kahakhaee M., Ali Musa M., Ghasemi M., *"Determination of Physical Conditions of Crystallization in Lahkhash Granodiorite and Its Dykes"*, Iranian journal of crystallography and mineralogy. 2 (2017) 311- 328.

[5] Rezaei Kahakhaee M., *"Investigation of Petrogenesis and Tectonics Setting of Lakhshak Granitoid"*, MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, (2006), (in Persian).

[6] Rezaei Kahakhaee M. M., Rahbar R., Ghasemi M., *"Determination of Lakhshk Granitoid age with U-Pb Method on Zircon and Titanite Minerals,*

[19] Wilson M., *"Igneous petrogenesis",* Unwin and Hyman, London. (1989), 466pp.

[20] Wayer S., Munker C., Mezger K., *"Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the diferentiation history of the crust-mantle system"*, Earth and Planetary Science Letters 205, (2003), 309-324.

[21] Castillo P. R., Rigby S. J., Solidum R. U., *"Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines"*, Lithos, 9(2006): 271-288.

[22] Khan M. A., Jan, Q. M., Weaver B. L., *"Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra arc rift stages. In: Treloar, P.J., Searle, M.P .(Eds.), Himalayan Tectonics",* Geological Society London, 74(1993) 123–128.

[23] Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., Mc Dermott F., *"Element fluxes associated with subduction related magmatism"*, Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 335(1991):393-405.

[24] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., *"High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge"*, Earth and Planetary Science Letters 114, (1993) 491-504.

[25] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., *"Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc"*, The Canadian Mineralogist 35 (1977):347-365.

[26] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., *"Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 29(7) (1986) 293-310.

[27] Keppler H., *"Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature"*, 380(1996)237-240

[28] Martin H., *"The mechanisms of petrogenesis of the Archaean comparison with modern processes"*, Lithos, 30(1993)373-388.

[29] Parat F., Michael A., Dungan and Peter. W., Lipman M., *"Contemporaneous Trachyandesitic and Calc-alkaline Volcanism of the Huerto Andesite, San Juan Volcanic Field, Colorado, USA"*, Journal of Petrology. 45 (2005) 859-891.

East of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2(2010),111 -122.

[7] Ghasemi H., Sadeghian M., Kord M., Khanalizadeh A., *"Investigating mechanism and formation Zahedan granitoids in southeastern Iran"* Earth Sciences Quarterly. 551(2008), 570-578. (in Persian).

[8] Mohammadi A.M., Burg J. P., Bouilhol P., Ruh J., *"U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, Southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone",* Lithos. 248 (2016), 293–308.

[9] Vale N., Saeedi A., *"Geological Map of Chehelkura quadrangle (1:250000)",* Geological Survey of Iran, (1981).

[10] Behrouzi A., *"Geological map of Zahedan quadrangle (1:100000)",* Geological Survey of Iran, (1993).

[11] Whitney D. L., Evans B. W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist, 95(2010)185–187.

[12] Middlemost E. A. K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews 37(1994), 215–224.

[13] Irvin T. N., Baragar W. R. A., *"Aguide to the chemical classification of the common rocks"* Canadian Journal of Earth Sciences.8 (1971):523-548.

[14] Nakamura N., *"determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites"*, Geochimca et Cosmochim Acta 38(1974) 757- 775.

[15] Gill J. B., *"Orogenic andesites and plate tectonics"*, Berlin, Springer, (1981), 412pp.

[16] Dostal J., Breitsprecher K., Church B.N., Thorkelson D., Hamilton T. S., *"Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: Analcime-bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south central British Columbia"*, Journal volcanology and geothermal research, 126(2003)303-326.

[17] Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L., Conticelli S., *"Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated politic vs. politic sediment recycling at destructive plate margine"*, Lithos, 113 (2009)213-227.

[18] Taylor S. R., McLennan S.M., *"The continental crust: its composition and evolution",* Blackwell Scientific Publication, Carlton, (1985) 312.

[30] Shand S.J., *"The Eruptive Rocks",* 2nd edn. New York: John Wiley, (1943), 444pp.

[31] Chappel B. W., White A. J. R. *"Two contrasting granite types"*, Pacific Geology 8, 173–174, (1974).

[32] Maniar P. D., Picooli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, Geological Society of America, 101(1989), 635-643.

[33] Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S., *"Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P. & Ho Weles, M. F. (Eds) Marginal basin geology"*, Geological Society of London, Special Publications. 16(1984), 77-94.

[34] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins"*, Geological Society of London, special publication, 42(1989) 313-345.

[35] Weaver B. L., Tarney J., *"Empirical approach to estimating the composition of the continental crust"*, Nature. 310(1984)575-577.

[36] Magna T., Janousek V., Kohot M., Oberli F., Wiechert U., *"Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction- related origin of some A-type granites"*, Chemical Geology, 274(2010) 94-107.